第40卷 第10期
2023年10月

干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

Vol. 40 No. 10
Oct. 2023

# 基于CMIP6多模式预估数据的石羊河流域未来气候变化趋势分析

戴 君[1,2]， 胡海珠[1,2]， 毛晓敏[2,3]， 张 霁[2,4]

（1. 内蒙古大学生态与环境学院,内蒙古自治区河流与湖泊生态重点实验室,内蒙古 呼和浩特 010020；
2. 甘肃武威绿洲农业高效用水国家野外科学观测研究站,甘肃 武威 733009；3. 中国农业大学水利与土木工程学院,北京 100083；4. 武威市水务局,甘肃 武威 733099)

**摘 要**：石羊河流域地处我国西北干旱区和季风区边缘,流域内绿洲农业的快速发展导致水资源开发利用程度极高,生态环境脆弱,未来气候变化加剧了流域水资源的不确定性,对粮食安全与经济发展构成威胁。本文基于观测数据,评估第6次国际耦合模式比较计划(CMIP6)的11个气候模式在石羊河流域的模拟能力,用等距离累积分布函数法对气候数据进行降尺度,得到该流域的未来气候变化趋势。结果表明:(1) CMIP6模式数据在石羊河流域具有良好的适用性,多模式集合平均数据对石羊河流域降水和气温的模拟性能均优于其他模式。(2) 未来不同情景下(2023—2100年),流域内降水量、气温和潜在蒸散发量均呈显著上升趋势,且随着辐射强迫增加而增大。(3) 未来时期石羊河流域的干燥度指数整体减小,流域气候趋向暖湿化,且民勤盆地是流域内对气候变化最敏感的地区。研究结果对于石羊河流域应对气候变化、保障经济和农业可持续发展具有重要的参考价值。

**关键词**：CMIP6；石羊河流域；区域气候变化；干燥度指数；未来

气候变化是目前人类面临的重大环境问题之一,全球气温的上升加速水循环,影响水资源数量和质量的变化[1]。联合国政府间气候变化专门委员会(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)第六次报告[2]指出,气候变化在不同地区有多种不同的组合变化,将会改变降水模式,引起旱涝冰雹等极端气候事件的发生,粮食产量持续下滑[3]。干旱内陆河流域有限的水资源承载了过多的人口和经济活动[4-5],在径流减少和人口增长的长期影响下,气候变化成为经济社会可持续发展面临的巨大挑战[6]。全球气候模式(General Circulation Models, GCMs)是研究未来气候变化及其影响的主要方法,可以很好地模拟年或者季节尺度下的气候特征[7]。国内外较多学者用耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project, CMIP)的模式数据对各地气候进行评估,研究表明,CMIP5的模型输出结果有较大不确定性,其模拟值明显高于观测值[8]。在最新国际气候模式比较计划的第六阶段中(CMIP6),将共享社会经济路径(Share Socioeconomic Pathways, SSP)与CMIP5的代表性浓度路径(Representative Concentration Pathways, RCP)相结合,修正了CMIP5中长期存在的模型偏差和辐射强迫量化差的问题,在我国已得到一定范围的应用[9]。

石羊河流域是典型的干旱内陆河流域,位于内蒙古高原、黄土高原和青藏高原过渡带,地处季风区边缘,是气候变化敏感区,也是甘肃省河西内陆河流域中人口最多、水资源开发利用程度极高、生态环境问题突出的地区[10]。石羊河上游植被茂密,是流域的水源涵养区,也是典型的生态脆弱区,流域下游末端的青土湖是阻止沙漠侵蚀的重要生态屏障,也是中国最干旱、最严重的荒漠化地区之一[11]。特殊的地理条件和气候特征决定了石羊河流域是一个干旱频发的地区,流域水资源和生态环境对气候变化的响应显著[12]。水作为最重要的生态因

**收稿日期**：2023-02-27； **修订日期**：2023-05-05
**基金项目**：国家自然科学基金重大项目课题(51790535)；甘肃武威绿洲农业高效用水国家野外科学观测研究站开放课题(KF2021007)
**作者简介**：戴君(1998-),女,硕士研究生,主要从事水文与水资源研究. E-mail: 1317330302@qq.com
**通讯作者**：胡海珠. E-mail: huhaizhu@imu.edu.cn

子，是干旱地区绿洲生态系统形成、发展和稳定的基础[13]。近年来，全球变暖导致的温度升高以及降水模式和强度的改变，加之流域水资源严重超载，流域生态环境出现了不同程度的退化，水资源短缺不仅影响上游生态安全，而且直接威胁石羊河中下游绿洲社会经济的健康发展[14]。因此，石羊河流域气候变化引起了相关学者的关注。Huo等[15]基于近50 a水文和气象资料评估流域气温和降水的变化趋势，发现1986年以来增温趋势明显，降水在山区呈减少趋势，而在平原地区呈增加趋势；Tang等[16]研究石羊河上游植被生长的时空变化及其对气候变化的响应发现，如果温度和降水持续增加，植被生长对温度和降水的敏感性可能下降；Zhou等[17]研究发现，近56 a来石羊河流域上游存在水文干旱的趋势，且气象干旱向水文干旱的传播强度极强；宫毓来等[18]应用CMIP5模式数据，比较了统计降尺度模型和机器学习模型对石羊河流域的降尺度能力，但并没有对气候模式下的未来气候变化进行研究。上述研究为石羊河流域气候变化的预估提供了宝贵经验，但大都基于历史气象资料或用比较单一的模式数据进行预估。石羊河流域作为气候变化的敏感区，为进一步了解该地区对气候变化的水文响应，有必要系统评估新一代CMIP6相关模式在石羊河流域的模拟能力，科学预估石羊河流域在21世纪的未来气候变化特征。

基于此，本文将解决以下2个科学问题：(1) 基于观测数据，用等距离累积分布函数法对气候数据进行降尺度，首次评估CMIP6中11个气候模式在石羊河流域的模拟能力。(2) 利用未来不同气候情景下的预估数据在年尺度和季节尺度上分析石羊河流域的未来气候变化趋势。研究结果为合理利用水资源、调整农业产业结构和防治生态环境恶化提供依据，也可为我国西北干旱区应对气候变化提供科学参考。

## 1 研究资料与方法

### 1.1 研究资料

石羊河流域位于中国西北干旱区(36°29′~39°27′N，101°41′~104°16′E)，季风区与非季风区过渡带，大气环流系统复杂(图1)，是中国西北部干旱区典型的内陆河流域。流域面积约4.16×10⁴ km²，其

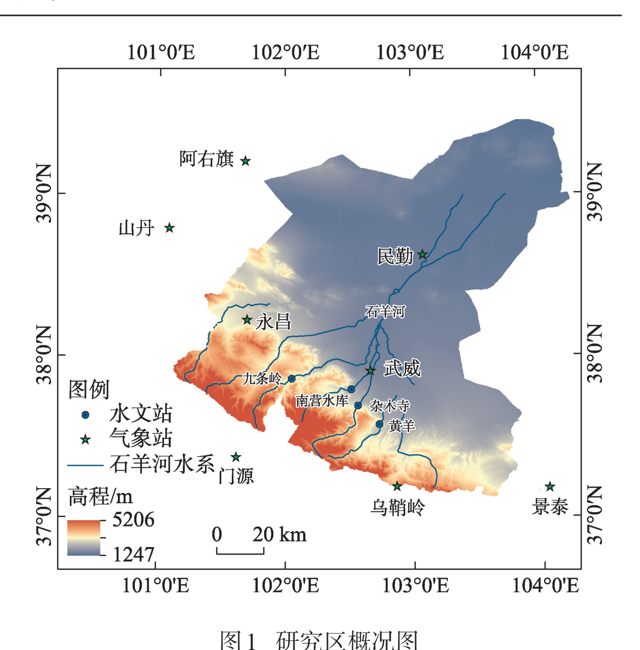



图1 研究区概况图

Fig. 1 Overview of the study area

上游发源于祁连山东北坡，水源主要来自降雨和降雪，中游为廊道平原，下游尾部绿洲被巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠包围，是径流的消散区。石羊河流域属温带大陆性干旱气候，具有日照充足、太阳辐射强、降水少、蒸发强烈和温差大等气候特点，流域的年降水量为54~608 mm，而年蒸发量高达2000~3000 mm[19]。

本研究所采用的气象资料来源于中国科学院气候变化研究中心的气象数据集CN05.1，该套网格化观测数据集是基于中国境内2400多个气象台站的观测资料，由气候场和距平场[20]分别插值后叠加得到[21]，空间分辨率为0.25°×0.25°。由于石羊河流域范围较小，根据气象站的地理位置及气象资料的完整性，选取石羊河流域内及其周边区域共8个气象站(图1)30 a(1985—2014年)的逐日降水、平均气温、最高气温和最低气温的数据资料。计算潜在蒸散发所用的平均相对湿度、日照时间以及风速数据来自国家气象科学数据共享服务平台(http://data.cma.cn)。

本文采用的气候模式资料来自CMIP6，综合选取各个国家的模式数据，并且考虑分辨率大小以及计算潜在蒸散发量所需气候要素数据在时间上的完整性[22]，选取11个气候模型(表1)，每个模型仅选择第一个驱动(r1i1p1f1)。基于气候模式历史时期所能模拟到的年份和未来情景下能预测到的最远年份，将1985—2014年作为历史气候模拟评估的基

**表1　气候模式信息**

**Tab. 1　Climate model information**

| 模式名称 | 国家 | 所属机构 | 分辨率(纬度×经度) |
|---|---|---|---|
| ACCESS-ESM1-5 | 澳大利亚 | 英联邦科学和工业研究组织(CSIRO) | 1.875°×1.24° |
| CanESM5 | 加拿大 | 加拿大气候建模和分析中心(CCCma) | 2.8125°×2.8125° |
| EC-Earth3 | 瑞典 | 欧共体地球联合会(EC) | 0.703°×0.703° |
| FGOALS-g3 | 中国 | 中国科学院大气物理研究所(CAS) | 2.0°×2.0° |
| GFDL-ESM4 | 美国 | 美国国家海洋和大气管理局地球物理流体动力学实验室(GFDL) | 1.25°×1.0° |
| INM-CM4-8 | 俄罗斯 | 俄罗斯科学院数值数学研究所(INMRAS) | 2.0°×1.5° |
| IPSL-CM6A-LR | 法国 | 皮埃尔-西蒙拉普拉斯学院(IPSL) | 2.5°×1.25° |
| MIROC6 | 日本 | 日本海洋地球科学技术厅(JAMSTEC) | 1.40625°×1.40625° |
| MPI-ESMl-2-LR | 德国 | 马克斯普朗克气象研究所(MPI-M) | 1.875°×1.875° |
| MRI-ESM2-0 | 日本 | 日本气象厅气象研究所(JMA) | 1.125°×1.126° |
| NorESM2-MM | 挪威 | 挪威气候中心(NorCC) | 1.25°×0.9375° |

准期，未来时期选至2100年。因此，本文选取CMIP6中11个全球气候模式在历史时期(1985—2014年)和4种未来情景(2023—2100年)，即SSP1-2.6(低强迫情景)、SSP2-4.5(中等强迫情景)、SSP3-7.0(中高等强迫情景)和SSP5-8.5(高等强迫情景)[23]下的气候要素。由于气候模式的分辨率较粗且各模式的空间分辨率不同，使得区域尺度的研究结果存在很大的不确定性，所以采用双线性插值方法将模式的分辨率统一为0.25°×0.25°。选择距离气象台站最近格点的气象要素数据，基于历史时期的观测数据和模拟数据，对双线性插值后的气候模式数据采用等距离分布函数法[24](Equidistance Cumulative Distribution Function Method, EDCDFm)进行偏差校正。

### 1.2　研究方法

1.2.1　*模式评估方法*　本文使用泰勒图[25]、无量纲时间技巧评分[26]($S_T$)和综合评级指标[27]($M_R$)综合分析11个气候模式的模拟能力。泰勒图可以对历史时期气候模式模拟下的降水与气温的模拟效果进行评估，即利用模拟数据与观测数据间的相关系数(Correlation Coefficient, $r$)、均方根误差(Root Mean Square Error, RMSE)和标准差(Standard Deviation, SD)直观判断各模式的模拟性能。$S_T$值越接近1，表示模式的时间模拟能力越好。$M_R$越接近1，说明模式模拟能力越好。

1.2.2　*潜在蒸散发*　本文采用Penman-Monteith[28]公式计算潜在蒸散发量，其表达式为：

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \dfrac{900}{(T_{\text{mean}} + 273)} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)}$$

式中：$ET_0$为潜在蒸散发量(mm·d$^{-1}$)；$\Delta$为饱和水气压与气温关系曲线的斜率(kPa·℃$^{-1}$)；$R_n$为净辐射(MJ·m$^{-2}$·d$^{-1}$)；$G$为土壤通热量(MJ·m$^{-2}$·d$^{-1}$)；$\gamma$为湿度计常数(kPa·℃$^{-1}$)；$T_{\text{mean}}$为空气平均气温(℃)；$U_2$为地面以上2 m高处的风速(m·s$^{-1}$)；$e_s$为空气饱和水气压(kPa)；$e_a$为实际饱和水气压(kPa)。

1.2.3　*干燥度指数*　干燥度指数(Aridity Index, AI)为潜在蒸散发量与降水量的比值。根据AI可将区域内干湿状况分为湿润、半湿润、半干旱、干旱和极干旱5种情况，划分标准如表2所示[29]。

**表2　干湿状态分级标准**

**Tab. 2　Dry and wet state classification standards**

| 干湿状态 | 分级标准 |
|---|---|
| 湿润 | AI≤ 1.0 |
| 半湿润 | 1.0 < AI≤ 1.5 |
| 半干旱 | 1.5 < AI≤ 4.0 |
| 干旱 | 4.0 < AI≤ 16.0 |
| 极干旱 | AI > 16.0 |

## 2　结果与分析

### 2.1　模式模拟能力评估

为了评估11个气候模式在石羊河流域的适用性，利用1985—2014年的气象观测数据，与距离站点最近的模式格点处同期气象数据进行对比，分析模拟数据相对于观测数据的偏差。多模式集合(Multi-Model Ensemble, MME)平均方法[30]可以在一定程度上减小模型模拟结果的不确定性，被广泛应用[31]。因此，本文在模式评估阶段对11个模式和

MME的模拟能力进行分析。

首先评估了1985—2014年不同气候模式和MME模拟年降水量和年均气温的性能，模式模拟数据相对于观测数据的偏差是评估模式模拟结果的基本指标之一。从图2a来看，大多数模式和MME都捕捉到了降水的年际变化特征，与观测资料的变化趋势一致，并且MME的结果与观测数据在时间序列上更为接近，说明模式的模拟能力较好。从偏差数值来看，大部分模式都低估了石羊河流域的降水，不同模式的偏差范围在-22.43~13.41 mm之间，且MME的偏差较小，为-2.27 mm。为了量化气候模式模拟结果与观测数据在季节方面的差异，以春季（3—5月）、夏季（6—8月）、秋季（9—11月）和冬季（12月至次年2月）进行划分，计算观测数据与模拟数据的偏差结果。结果表明，夏季降水量的偏差现象最为明显（图3），夏季降水量的模拟值较观测值偏小，偏差最大的模式为INM-CM4-8（-24.16 mm）；而春季和冬季的模拟值高估了降水量，冬季降水的偏差最小，反映了气候模式对石羊河流域冬季降水的模拟效果优于其他季节。

图2b给出了11个气候模式模拟数据与观测数据的年均气温的比较。总体来看，与降水变化一致，大多数模式和MME都捕捉到了气温的年际变化特征，在时间序列上均呈现增加的趋势，且不同模式之间的模拟结果差异不大。模式数据普遍低估了石羊河流域的气温，但是偏差较小，不同模式的偏差范围在-0.1~0.2 ℃之间，MME呈较小的冷偏差（-0.04 ℃），CanESM5模式的偏差最小（-0.01 ℃）。与降水相比，各模式模拟结果与观测数据在季节上的差异很小，其中，春季气温偏差最明显（-1.23~0.35 ℃），夏季气温偏差最小（-0.08~0.02 ℃），说明模式数据对于石羊河流域夏季气温的模拟能力较好，此结果也与韩林君等[32]应用CMIP6模式数据模拟祁连山气候变化特征的结果一致。

采用标准差SD、相关系数 $r$ 和均方根误差RMSE量化模拟结果，利用泰勒图来衡量每个气候

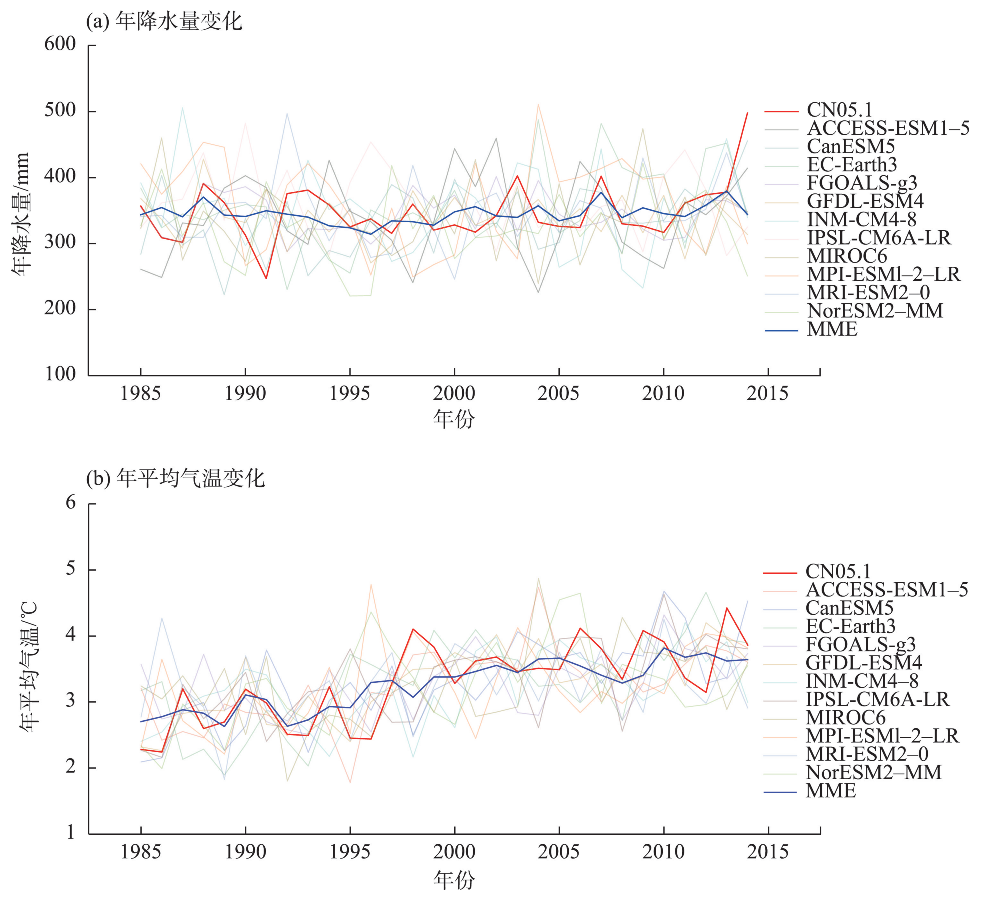



图2 1985—2014年11个气候模式、多模式集合以及观测数据的年降水和年均气温变化

Fig. 2 Annual precipitation and annual average temperature change obtained by 11 climate models, multi-model ensembles and observational data from 1985 to 2014

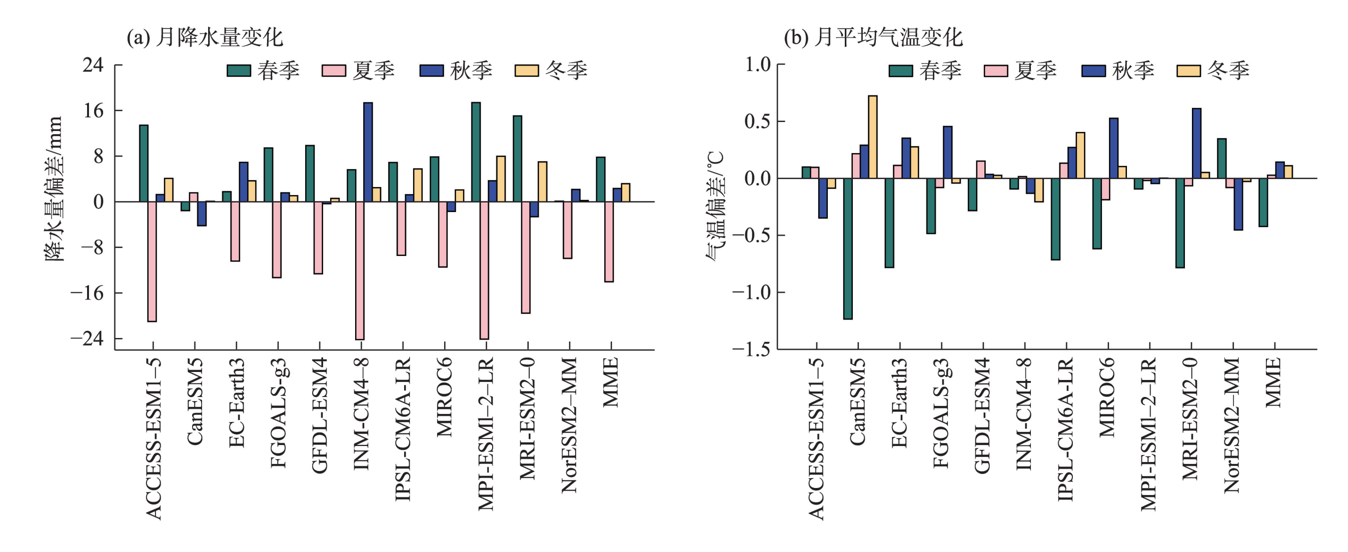
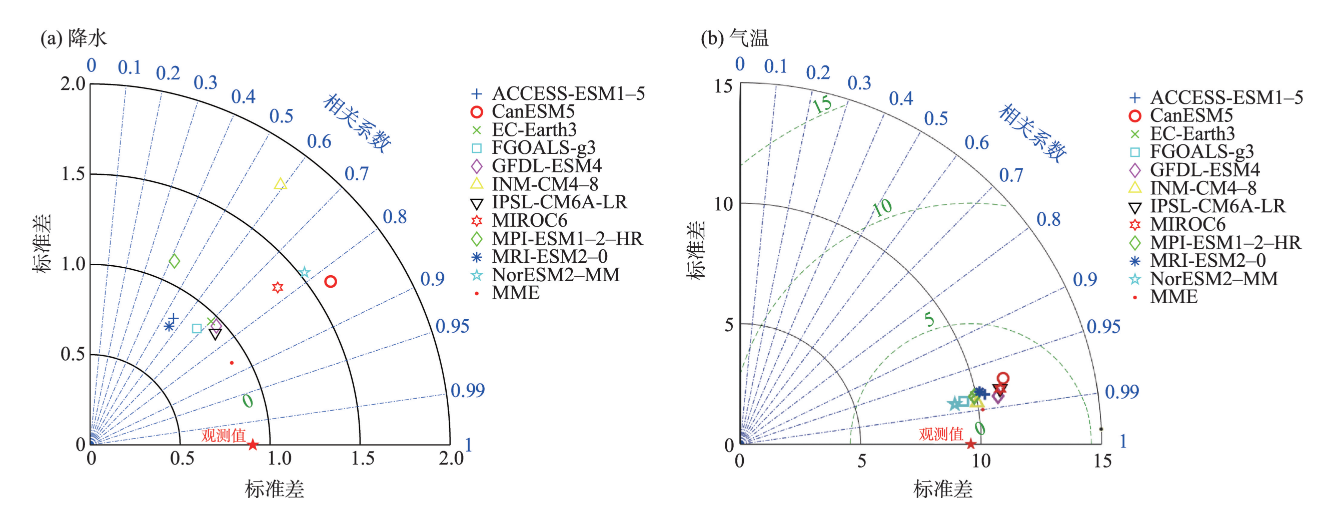



图3　1985—2014年11个气候模式数据与观测数据之间的降水和气温在季节上的偏差

Fig. 3　Seasonal deviations in annual precipitation and annual average temperature between 11 climate models data and observation data during the period of 1985-2014

模式对石羊河流域降水和气温的模拟效果(图4)。不同符号的位置表明了气候模式模拟降水和气温的能力。结果表明,11个模式模拟降水的能力($r>0.8$, $P<0.05$)存在较大不同,RMSE在0.67~2.13之间,SD在0.79~1.79之间。不同模式的模拟结果较为分散,CanESM5的$r$最大,但是其RMSE和SD较大;IPSL-CM6A-LR、EC-Earth3和FGOALS-g3的降水模拟结果较好,RMSE和SD均<1;INM-CM4-8和MPI-ESMl-2-LR的模拟能力最差。MME的模拟能力优于其他气候模式,说明虽然各模式模拟能力之间存在差异,但整体模拟效果很好。与降水相比,11个模式在整个历史时期的气温模拟结果没有明显差异,所有模式都表现良好,且MME的$r$达到0.99($P<0.01$),RMSE和SD最小,模拟能力优于其他模式,与观测值密切匹配。从结果来看,气候模式模拟石羊河流域气温的效果优于降水。

为进一步探讨不同模式的模拟能力和差异,在泰勒图的基础上引入无量纲时间技巧评分($S_T$),结合泰勒图的数据计算综合评级指标($M_R$)。因为不同指标下模拟能力的最优模式有较大不同,所以通过综合评级指标,计算不同指标的一致性来综合分析气候模式的模拟能力。表3列出了用来评估每个气候模式的4个指标的单独排名和综合排名。根据结果来看,11个模式中模拟降水与气温的最优模式




注:图中散点分别代表11个模式和MME,辐射线代表$r$,横纵轴代表SD,虚线代表RMSE。

图4　1985—2014年11个气候模式在石羊河流域模拟值与观测值的泰勒图

Fig. 4　Taylor plot of simulated values of 11 climate models and observed values in the Shiyang River Basin from 1985 to 2014

表3 评估11个气候模式模拟能力的4个指标排名

Tab. 3 Rankings of 4 indicators for assessing the simulation capacity of 11 climate models

| 模式 | 降水 | | | | | 气温 | | | | | 综合排名 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | *r* | RMSE | SD | $S_T$ | $M_R$ | *r* | RMSE | SD | $S_T$ | $M_R$ | |
| ACCESS-ESM1-5 | 11 | 7 | 2 | 10 | 9 | 6 | 6 | 8 | 6 | 7 | 8 |
| CanESM5 | 2 | 8 | 11 | 1 | 5 | 12 | 10 | 12 | 10 | 11 | 9 |
| EC-Earth3 | 7 | 4 | 6 | 4 | 3 | 8 | 4 | 4 | 3 | 4 | 2 |
| FGOALS-g3 | 8 | 3 | 3 | 7 | 4 | 5 | 3 | 2 | 5 | 3 | 3 |
| GFDL-ESM4 | 6 | 5 | 7 | 6 | 6 | 3 | 5 | 9 | 4 | 5 | 4 |
| INM-CM4-8 | 9 | 12 | 12 | 12 | 12 | 2 | 2 | 5 | 2 | 2 | 6 |
| IPSL-CM6A-LR | 5 | 1 | 5 | 2 | 2 | 10 | 11 | 10 | 11 | 10 | 5 |
| MIROC6 | 4 | 10 | 9 | 8 | 10 | 9 | 12 | 11 | 12 | 12 | 12 |
| MPI-ESMl-2-LR | 12 | 11 | 8 | 11 | 11 | 7 | 9 | 3 | 8 | 8 | 11 |
| MRI-ESM2-0 | 10 | 6 | 1 | 9 | 7 | 11 | 7 | 6 | 7 | 9 | 10 |
| NorESM2-MM | 3 | 9 | 10 | 5 | 8 | 4 | 8 | 1 | 9 | 6 | 7 |
| MME | 1 | 2 | 4 | 3 | 1 | 1 | 1 | 7 | 1 | 1 | 1 |

注：*r*为相关系数，RMSE为均方根误差，SD为标准差，$S_T$为无量纲时间技巧评分，$M_R$为综合评级指标。

不同，对降水而言，EC-Earth3和IPSL-CM6A-LR的$M_R$值更接近1，说明模拟能力较好，而FGOALS-g3和EC-Earth3模拟气温的效果较好。综合分析11个模式对石羊河流域降水和气温的模拟效果，EC-Earth3、FGOALS-g3、GFDL-ESM4、IPSL-CM6A-LR以及INM-CM4-8模式的模拟能力较好，此结果与王双双等[33]评估全国和部分地区气候变化的模式一致。

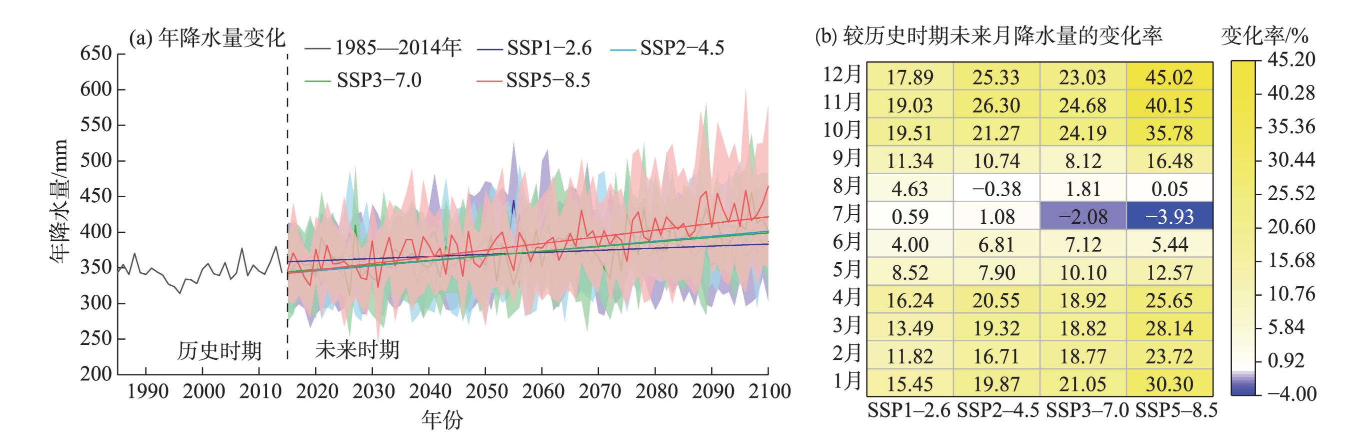
综合来看，CMIP6模式数据在石羊河流域对降水和气温的模拟结果具有差异性，且气温的模拟效果优于降水。虽然，CMIP6模式的模拟值较观测值有所偏差，但差异不大，并且模式能够很好地刻画出降水和气温要素在石羊河流域的年内年际分布特征。MME与观测值的变化趋势一致，表现出一定的稳定性。与单一模式相比，多模式集合下的RMSE和SD更小，*r*达0.99以上，因此，可用多模式集合平均的方法来预估石羊河流域未来的降水和气温变化。综上所述，CMIP6模式数据在石羊河具有良好的适用性，可用于未来气候变化的预估分析。

## 2.2 不同情景下的气候变化预估

本研究利用11个气候模式的多模式集合平均数据，以1985—2014年为基准期，基于偏差校正后的数据进行未来时期（2023—2100年）多模式集合下的流域未来气候变化预估。为了更进一步探讨未来不同时期的气候变化，将未来时期以26 a为单位均分为3个时间段：21世纪前期（2023—2048年），21世纪中期（2049—2074年）和21世纪后期（2075—2100年），定量分析未来时期气候要素的变化情况。

2.2.1 降水量变化预估　图5a为未来4种情景下研究区年降水量的时间变化趋势，不同情景下石羊河流域的年降水量呈现随时间上升的趋势（$P<0.05$），且在SSP5-8.5情景下，降水量增速最快，为10.75 mm·(10a)$^{-1}$（表4）。相对于基准期，石羊河流域在SSP1-2.6情景下的年降水量预计在21世纪前期、中期和后期分别增加22.83 mm（-5.9~65.31 mm）、44.89 mm（4.74~120.63 mm）、37.06 mm（-11.45~98.91 mm），同样在SSP5-8.5情景下降水量增加25.38 mm（3.06~89.33 mm）、43.21 mm（1.39~122.15 mm）、79.35 mm（13.47~209.56 mm）。通过统计在4种情景下未来时期的月降水量相对于基准期各月降水量的变化情况，分析未来降水的季节性变化。如图5b所示，在季节尺度上，石羊河流域在未来时期春季、秋季和冬季的降水量增加明显，夏季（7—8月）的降水量小于基准期，尤其是8月有干燥的趋势。冬季降水可能增加45.02%，夏季降水增加0.38%，且寒冷季节的增长趋势大于温暖季节。石羊河流域以绿洲农业为主，农业发展依赖山区来水的灌溉，降水变化的不确定性会加大未来时期流域洪涝干旱等灾害发生的可能性，导致农产品减产，对流域农业经济发展造成威胁[34]。

本文应用反距离加权插值法（IDW）得到相对于




注:(a)中彩色实线为各情景下的多模式集合平均;彩色阴影部分为各情景下年降水量正负一个标准差的范围。

图5　石羊河流域未来时期(2023—2100年)降水量的变化

Fig. 5　Changes of precipitation in the future period (2023-2100) in the Shiyang River Basin

**表4　未来时期(2023—2100年)每10 a降水、气温和蒸散发的变化**

**Tab. 4　Changes in precipitation, temperature and evapotranspiration for each decade in the coming period (2023-2100)**

| 排放情景 | 降水变化 /[mm·(10a)$^{-1}$] | 气温变化 /[℃·(10a)$^{-1}$] | 潜在蒸散发变化 /[mm·(10a)$^{-1}$] |
|---|---|---|---|
| SSP1-2.6 | 2.19*(-11.63~7.98) | 0.04*(-0.02~0.14) | 0.44*(-3.73~5.01) |
| SSP2-4.5 | 6.70**(0.29~14.86) | 0.24**(0.08~0.42) | 3.27**(-1.03~8.06) |
| SSP3-7.0 | 8.27**(0.57~17.77) | 0.51**(0.36~0.86) | 8.38**(2.70~21.14) |
| SSP5-8.5 | 10.75**(0.65~23.48) | 0.67**(0.43~1.11) | 11.35**(-0.21~18.77) |

注:*和**分别表示通过了0. 05和0. 01的显著性水平检验。

历史时期(1985—2014年),石羊河流域在未来时期(2023—2100年)3个时间段的年降水量增量的空间分布图(图6)。4个情景在21世纪后期的空间分布相似,但是增幅不同,流域上游增幅较大,下游增幅最小,且在SSP5-8.5情景下降水增幅可达88.03 mm。在21世纪3个时间段内,不同模式的降水增加幅度也在逐渐增大。流域上游为祁连山北部的高山地带,降水量的增加可促进山区植被的生长,增加植被覆盖密度。总体来说,在未来全球变暖加速的情况下,石羊河流域降水变化最小的区域出现在民勤盆地,且在低辐射强迫情景下降水量变化趋势较小,中等或高等辐射强迫情景下的变化趋势明显。流域内气候呈现变湿的趋势,且变湿润的面积逐渐增大[35]。研究结果与同样发源于祁连山的黑河流域年均降水量预测结果一致,即未来降水增加主要发生在流域上游的祁连山区,未来流域降水的不均匀性增强[36]。王澄海等[37]对于全球变化背景下的西北地区降水变化研究同样发现,降水增加主要发生在西北干旱区的内陆河流域,与本文石羊河流域的降水变化一致。

2.2.2　气温变化预估　相对于历史时期(1985—2014年),在未来4种情景下石羊河流域的气温呈现显著上升的趋势($P$<0.01),与降水相比,趋势更加明显。在SSP5-8.5情景下,气温的增暖速率最快[0.6 ℃·(10a)$^{-1}$],SSP1-2.6情景下气温的增加速率最慢[0.04 ℃·(10a)$^{-1}$]。以21世纪50年代为界,2050年前4种气候情景的波动幅度一致,不同情景间的年平均气温差较小,2050年之后,SSP1-2.6情景的增幅降低且趋于平稳,而SSP5-8.5情景下的气温随时间呈稳定增加,不同情景之间的年平均气温差也越来越大。排放情景对气温的影响显著,随模拟时间的延长,4种情景模拟的结果差异越大,尤其是SSP5-8.5情景与另外3种情景的结果在后10 a相差达到5 ℃以上。在21世纪前期、中期和后期3个时间段的4个情景下气温均随时间有明显的增加,在SSP1-2.6情景下年平均气温预计分别增加1.37 ℃(0.79~1.94 ℃)、1.68 ℃(0.84~2.39 ℃)、1.58 ℃(0.77~2.56 ℃),在SSP5-8.5情景下年平均气温增加1.64 ℃(0.98~2.60 ℃)、3.24 ℃(1.96~5.16 ℃)、5.13 ℃(3.28~8.37 ℃)。从上述分析可知,

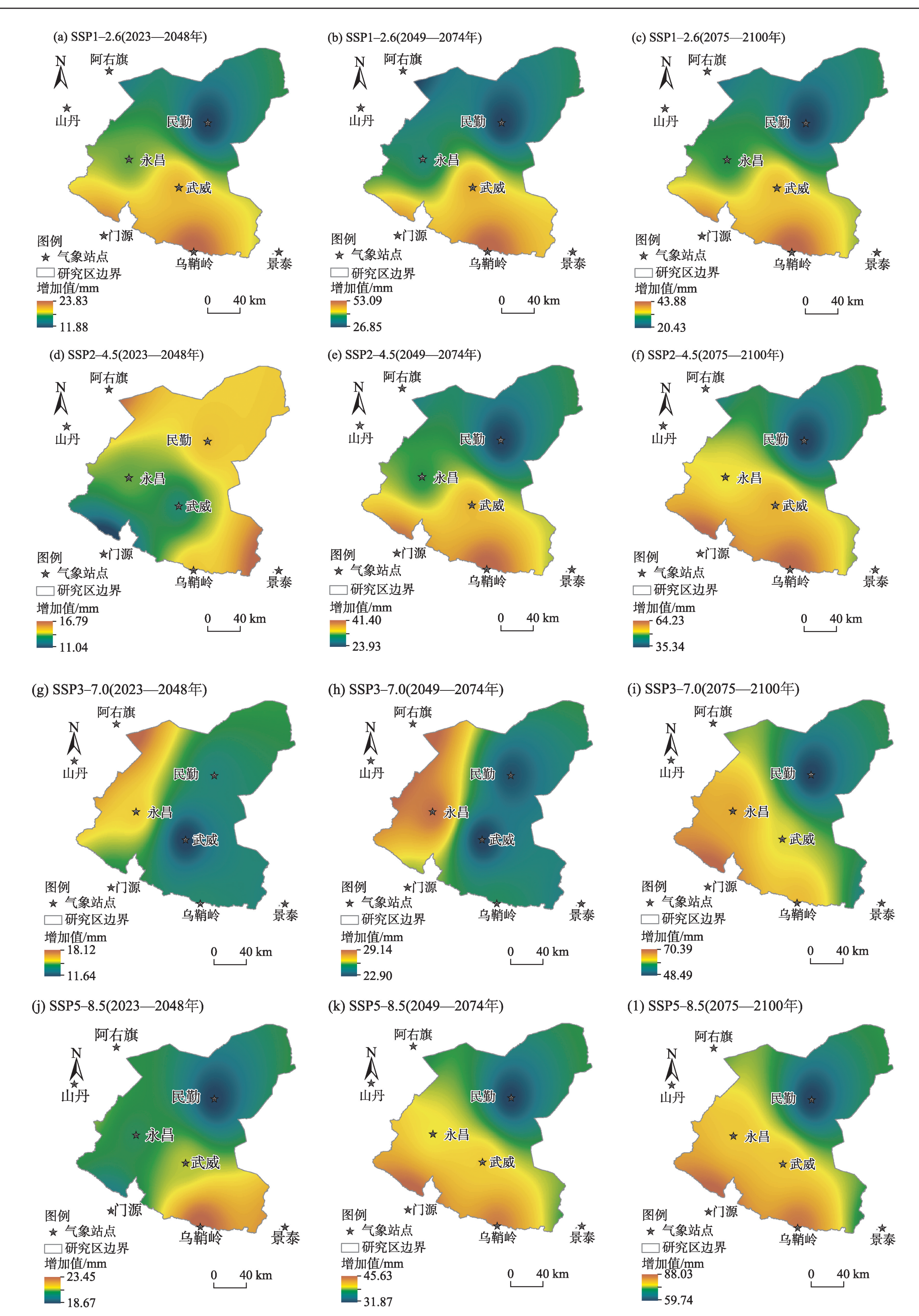



图6 石羊河流域未来时期(2023—2100年)较历史时期(1985—2014年)的年降水量增量的空间变化

Fig. 6 Spatial variation of annual precipitation increment in the Shiyang River Basin in the future period (2023-2100) compared to the historical period (1985-2014)

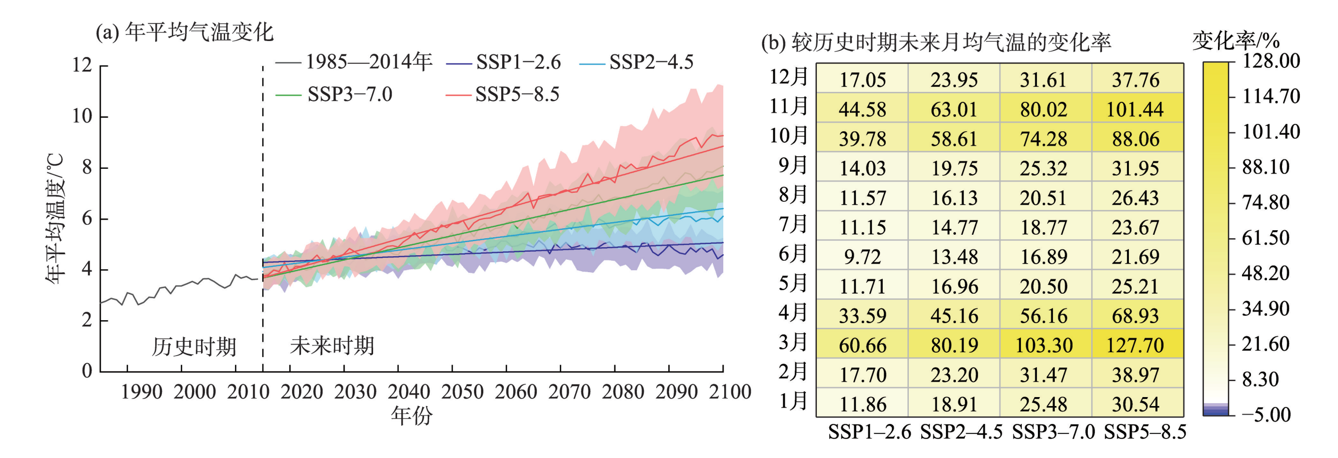
石羊河流域未来年均气温随着辐射强迫增加而增大,流域内变暖趋势逐渐增强。对比应用CMIP6模式预测的中国西南地区[38]和长江流域[39]等地区的研究结果,同样表明石羊河流域未来年均气温均呈现上升的趋势。

将未来4种情景与历史时期的月平均气温进行对比(图7b)发现,气温在夏季和冬季变化不明显,较大增幅集中在春秋两季,以3月(127.70%)、4月(68.93%)、10月(88.06%)和11月(101.44%)为主。春季和秋季分别是农作物生长和收获的关键季节,气温的不稳定性可能改变农作物的生长周期,影响农作物的生产量[40]。相比于基准期,不同气候情景下的石羊河流域未来年均气温增量在21世纪前期、中期和后期的空间分布特征相近,年均气温增量自南向北增加(图8),但是增加幅度不同,气候变化对流域北部的影响大于南部,在4种情景下,石羊河流域年均气温在21世纪后期分别升高1.63 ℃、2.79 ℃、4.23 ℃和5.37 ℃。总体来看,民勤盆地的气温变化幅度最大。盆地内沙漠面积较大,极端高温使沙面迅速增温,容易发生沙尘暴,诱发火灾等事故[41]。同时,该地区气温的增加和降水的减少可能会限制沙漠边缘地带植被的生长。因此,在未来全球变暖加速的条件下,作为流域对气温变化最敏感的民勤盆地应该引起相关部门应对该地区气候灾害的重视。

2.2.3　*潜在蒸散发量变化预估*　石羊河流域的潜在蒸散发量在未来不同情景下均呈现随时间显著上升的趋势($P$<0.01)(图9a)。在所选的4种气候情景下,SSP5-8.5情景下的潜在蒸散发量增速最快[11.35 mm·(10a)$^{-1}$],该情景代表为非常规的发展路径,即气温升高、辐射增强,说明在更高的不均衡程度和更多的温室气体排放下,潜在蒸散量呈现更大的增加趋势。以基准期为参考,在21世纪后期潜在蒸散发的增加值普遍大于前期和中期,且在SSP5-8.5情景下的增加值高达101.98 mm(7.07~408.10 mm)。图9b显示,未来潜在蒸散发量较历史时期在每个月份都有较大增幅,其中,冬季(18.75%)和夏季(12.09%)的潜在蒸散发量增幅最高,且增幅随辐射强迫增加而加大。刘文斐等[42]在对西北地区未来潜在蒸散发量预估的研究中同样表明潜在蒸散发量呈现上升趋势,与本文研究结果一致。

相较于历史时期,未来4种情景下石羊河流域潜在蒸散发量增加值的空间分布(图10)与气温变化一致,均呈现由东北向西南递减,且随着辐射强迫水平的增加(SSP5-8.5)潜在蒸散发量的增加值越大,高增加值的区域扩大。潜在蒸散发量的低值位于流域南部的祁连山脉;中部武威盆地年潜在蒸散发量低于600 mm,盆地内有大面积的灌溉农田,可以有效缓解气温的升高,增加空气湿度增加;高值位于流域北部的民勤盆地,年潜在蒸散发量高于800 mm。总体而言,流域内的未来年潜在蒸散发量在400~900 mm之间。

干燥度指数(AI)可以反映一个地区的干燥程度,它综合了降水和气温的影响。由图11a可以看出,未来时期石羊河流域的AI整体呈现下降趋势,反映石羊河流域的气候有暖湿化的现象,此结果与




注:(a)中彩色实线为各情景下的多模式集合平均;彩色阴影部分为各情景下年平均气温正负一个标准差的范围。

图7　石羊河流域未来时期(2023—2100年)年均气温的变化

Fig. 7　Changes in the annual average temperature in the future period (2023-2100) in the Shiyang River Basin

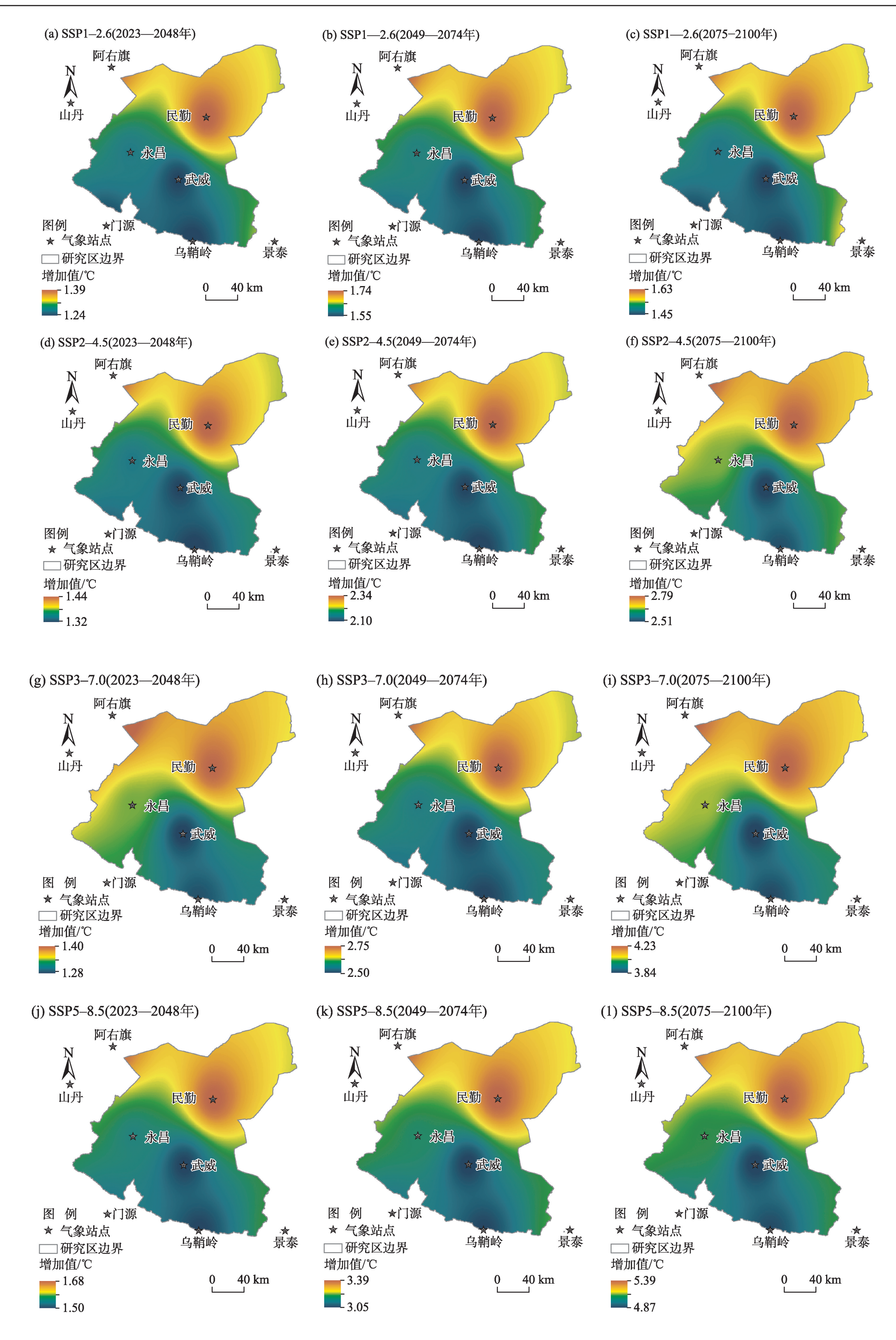
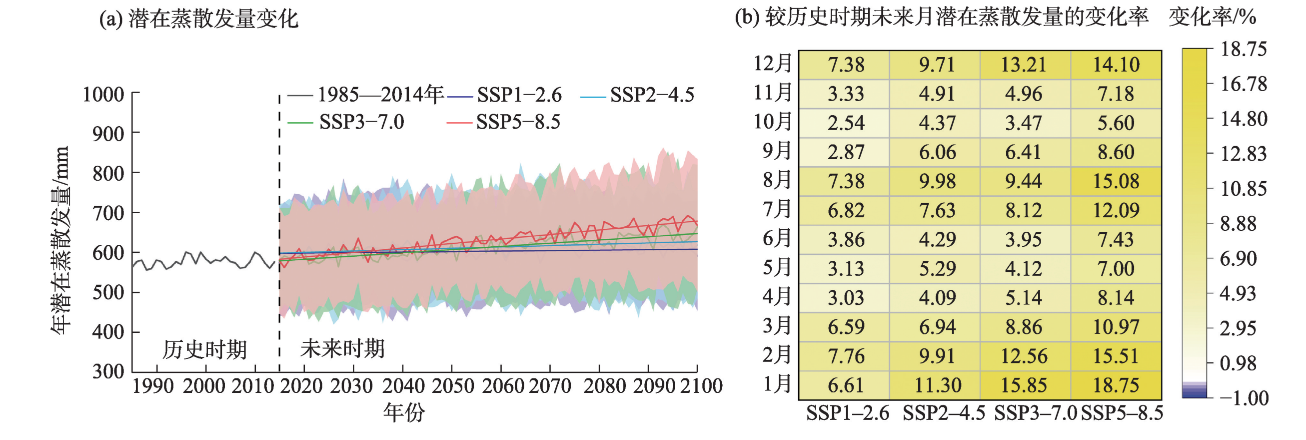



图8 石羊河流域未来时期(2023—2100年)较历史时期(1985—2014年)的年均气温增量的空间变化

Fig. 8 Spatial variation of annual average temperature increment in the Shiyang River Basin in the future period (2023−2100) compared to the historical period (1985−2014)




注:(a)中彩色实线为各情景下的多模式集合平均;彩色阴影部分为各情景下潜在蒸散发量正负一个标准差的范围。

图9　石羊河流域未来时期(2023—2100年)潜在蒸散发量的变化

Fig. 9　Changes in the potential evapotranspiration in the future period (2023-2100) in the Shiyang River Basin

张红丽等[43]对西北地区气候变化的预测结果一致。姚俊强等[44]对位于西北地区的新疆气候变化的研究同样发现,20世纪80年代以来新疆地区的气候有明显的增暖增湿的趋势。流域气候的暖湿化趋势可能与西风环流的增强和上升气流运动有关,西风环流的增强增加了流域上空的水汽输送,上升的空气运动捕获了更多的水蒸气,给流域内带来更多的降水[45]。流域中降水、温度和干燥度的变化不仅反映了当前气候变暖和增湿的趋势,且降水增加的速度比温度更为明显,所以未来需要高度警惕气候增湿情况对石羊河流域的影响。该结果与柳利利等[46]对于西北地区AI变化的预测结果相一致,即甘肃、宁夏和陕西等西北地区的气候趋于湿润,但是青海和新疆等地区在太阳辐射和植被的影响下暖湿变化更为复杂,干旱风险增加。

从图11b中看出,石羊河流域春季和冬季较为干旱,1月和12月最为干旱(AI > 4),夏季和秋季整体偏湿润(0.5 < AI≤2.0),处于半干旱状态。在未来时期,除夏季(6—8月)外,其他季节的AI将会减少,流域暖湿化将有利于植被的生长,冬季AI的降低有利于春小麦的种植,增温增湿的过程对中下游绿洲农业的发展有一定的促进作用。但是夏季AI上升,气温升高,辐射增强,潜在蒸散发量增大,降水量的增加可能会对农业生产活动产生很小的正向影响,仍然导致农业灌溉需水量需求增加[47]。此外,气候变暖可能增加病虫害的风险,导致某些作物产量下降,特别是在农作物开花期温度的升高可能会对粮食产量产生负面影响。因此,应制定流域管理适应战略,以减少气候变化对农业生产、粮食安全以及农村发展的不利影响[48]。

## 3　结论与讨论

本文基于观测资料,首次评估了CMIP6的11个气候模式在石羊河流域的模拟能力,并以1985—2014年为基准期,预估未来时期(2023—2100年)在SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0和SSP5-8.5情景下的降水、气温、潜在蒸散发以及干燥度指数的变化趋势,主要结论如下:

(1) CMIP6模式数据在石羊河流域具有良好的适用性,模式能够很好地刻画出降水和气温要素在石羊河流域的年内、年际分布特征,且MME对降水和气温的模拟性能均优于其他模式。

(2) 未来4种情景下的流域降水量均呈增加趋势,且SSP5-8.5情景下的降水量增加速率最大,为10.75 mm·$(10a)^{-1}$。21世纪后期降水量的增幅大于前期和中期,降水量预计增加79.35 mm。较历史时期(1985—2014年),未来时期(2023—2100年)的降水量在冬季的增幅较大(45.02%),夏季的增幅较小(0.38%),且寒冷季节的增长趋势大于温暖季节的趋势。空间尺度上,4个情景在21世纪后期的空间分布相似,流域上游增幅较大,下游增幅最小,在SSP5-8.5情景下降水增幅可达88.03 mm。

(3) 相较于历史时期,未来4种情景下石羊河流域的年均气温均呈现显著增加趋势。SSP1-2.6情景下的升温趋势为0.04 ℃·$(10a)^{-1}$,21世纪后期

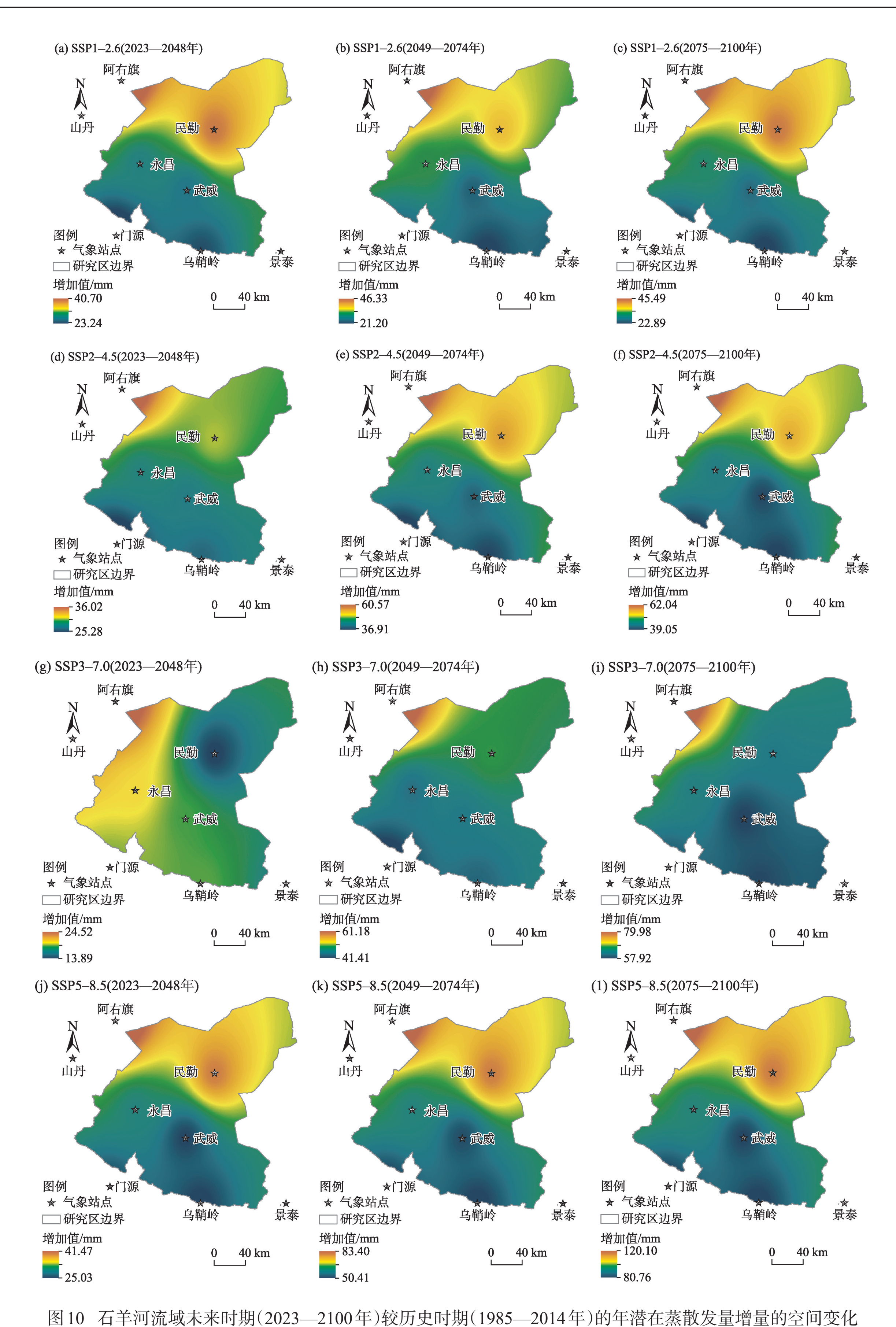



图10 石羊河流域未来时期(2023—2100年)较历史时期(1985—2014年)的年潜在蒸散发量增量的空间变化

Fig. 10 Spatial variation of annual potential evapotranspiration increment in the Shiyang River Basin in the future period (2023–2100) compared to the historical period (1985–2014)

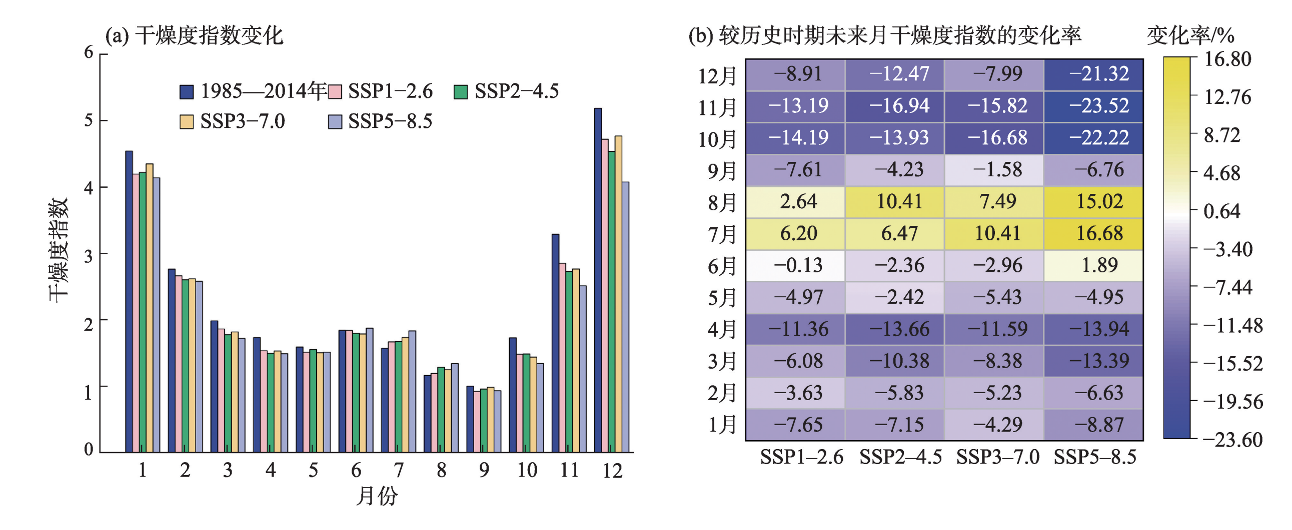



图11　石羊河流域未来时期(2023—2100年)干燥度指数(AI)月尺度变化

Fig. 11　Monthly scale changes of aridity index (AI) in the future period (2023-2100) of the Shiyang River Basin

升高1.58 ℃；SSP5-8.5情景下的增暖趋势与幅度更大，增加速率为0.67 ℃·(10a)$^{-1}$，21世纪后期升温5.13 ℃。春季和秋季的增温幅度大于夏季和冬季，主要以3月(127.70%)、4月(68.93%)和10月(88.06%)、11月(101.44%)为主。流域中气温变化最大的地区出现在民勤盆地，特别是在中等或高辐射强迫情景下，是对气温变化最敏感的地区，易发生极端天气，流域需制定应对极端气候事件的策略并建立灾害风险管理体系。

(4) 石羊河流域未来不同情景下的潜在蒸散发量呈明显上升趋势，且随着辐射强迫水平的增加潜在蒸散发量的增加值越大，在SSP5-8.5情景下的增加值高达101.98 mm。未来时期石羊河流域的AI整体减小，将呈现暖湿化的趋势。除夏季以外，其他季节的AI将会减少，所以流域未来夏季可能会更加干旱，而其他季节将会变得湿润。

本文仅评估了11个气候模式在石羊河流域的模拟能力，虽然CMIP6模式在CMIP5基础上做了改进，但受模式本身分辨率的影响，对未来气候的模拟结果还是会存在一定偏差，并且石羊河流域下游站点较少，加大了模拟难度。本文虽然利用多模式集合平均方法减小了模式与观测之间的差异，但结果仍然会有很多的不确定性。所以，未来可以结合其他提高分辨率的方法并且探讨未来气候变化与各气候要素之间的联系。此外，气候变化下石羊河流域的暖湿化问题应该受到重视，气候暖湿化的原因及其影响机制也需要进一步的研究与关注。

**致谢：**衷心感谢内蒙古大学生态与环境学院周春江博士在本文修改过程中给予的建设性意见！

## 参考文献(References)：


[1] 郭静, 王宁, 粟晓玲. 气候变化下石羊河流域上游产流区的径流响应研究[J]. 西北农林科技大学学报(自然科学版), 2016, 44(12): 211-218. [Guo Jing, Wang Ning, Su Xiaoling. Response of runoff to climate change in upstream generation area of Shiyang River Basin[J]. Journal of Northwest A & F University, 2016, 44(12): 211-218. ]

[2] IPCC. Climate Change 2021: The Physical Science Basis[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2021.

[3] 赵娜娜, 王贺年, 张贝贝, 等. 若尔盖湿地流域径流变化及其对气候变化的响应[J]. 水资源保护, 2019, 35(5): 40-47. [Zhao Nana, Wang Henian, Zhang Beibei, et al. Runoff variation in Zoige Wetland Basin and its response to climate change[J]. Water Resources Protection, 2019, 35(5): 40-47. ]

[4] 魏潇娜, 龙爱华, 尹振良, 等. 和田河流域冰川径流对气候变化响应的模拟分析[J]. 水资源保护, 2022, 38(4): 137-144. [Wei Xiaona, Long Aihua, Yin Zhenliang, et al. Simulation of response of glacier runoff to climate change in the Hotan River Basin[J]. Water Resources Protection, 2022, 38(4): 137-144. ]

[5] 张艳霞, 于瑞宏, 薛浩, 等. 锡林河流域径流量变化对气候变化与人类活动的响应[J]. 干旱区研究, 2019, 36(1): 67-76. [Zhang Yanxia, Yu Ruihong, Xue Hao, et al. Response of runoff volume change to climate change and human activities in the Xilin River Basin[J]. Arid Zone Research, 2019, 36(1): 67-76. ]

[6] 孙从建, 陈伟, 王诗语. 气候变化下的塔里木盆地西南部内陆河流域径流组分特征分析[J]. 干旱区研究, 2022, 39(1): 113-122. [Sun Congjian, Chen Wei, Wang Shiyu. Stream component characteristics of the inland river basin of the Tarim Basin under regional climate change[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(1): 113-122. ]

[7] Zhai Jianqing, Mondal S K, Fischer T, et al. Future drought characteristics through a multi-model ensemble from CMIP6 over South Asia[J]. Atmospheric Research, 2020, 246.

[8] Chen Huopo, Sun Jianqi, Lin Wenqing, et al. Comparison of CMIP6 and CMIP5 models in simulating climate extremes[J]. Science Bulletin, 2020, 65(17): 1415–1418.

[9] 宋帅峰, 延晓冬. CMIP6全球气候模式对中国冬季寒潮频次模拟能力的评估[J]. 气候与环境研究, 2022, 27(1): 33–49. [Song Shuaifeng, Yan Xiaodong. Evaluation of CMIP6 models performance for winter cold wave frequency in China[J]. Climatic and Environmental Research, 2022, 27(1): 33–49. ]

[10] 李玲萍, 卢泰山, 刘明春, 等. 基于标准化流量指数(SDI)的石羊河流域水文干旱特征[J]. 中国沙漠, 2020, 40(4): 24–33. [Li Lingping, Lu Taishan, Liu Mingchun, et al. Characteristics of hydrological drought based on standardized flow index in Shiyang River Basin of China[J]. Journal of Desert Research, 2020, 40(4): 24–33. ]

[11] Yang Jianxia, Zhao Jun, Zhu Guofeng, et al. Effects of ecological water conveyance on soil salinization in the Shiyang River Basin's terminal lake-Qingtu Lake-area[J]. Sustainability, 2022, 14(16): 10311.

[12] 黄菊梅, 周俊菊, 窦娇, 等. 季风边缘区极端降水变化及其影响因素——以石羊河流域为例[J]. 生态学杂志, 2022, 41(3): 536–545. [Huang Jumei, Zhou Junju, Dou Jiao, et al. Variation of extreme precipitation and its influencing factors in monsoon marginal region: A case study of Shiyang River Basin[J]. Chinese Journal of Ecology, 2022, 41(3): 536–545. ]

[13] 张强, 朱飙, 杨金虎, 等.西北地区气候湿化趋势的新特征[J]. 科学通报, 2021, 66(Z2): 3757–3771. [Zhang Qiang, Zhu Biao, Yang Jinhu, et al. New characteristics about the climate humidification trend in Northwest China[J]. Chinese Science Bulletin, 2021, 66 (Z2): 3757–3771. ]

[14] Zhang Gengxi, Su Xiaoling, Ayantobo O O, et al. Remote-sensing precipitation and temperature evaluation using soil and water assessment tool with multiobjective calibration in the Shiyang River Basin, Northwest China[J]. Journal of Hydrology, 2020, 590.

[15] Huo Zailin, Feng Shaoyuan, Kang Shaozhong, et al. Effect of climate changes and water-related human activities on annual stream flows of the Shiyang River Basin in arid North-west China[J]. Hydrological Processes, 2008, 22(16): 3155–3167.

[16] Tang Zhiguang, Ma Jinhui, Peng Huanhua, et al. Spatiotemporal changes of vegetation and their responses to temperature and precipitation in upper Shiyang River Basin[J]. Advances in Space Research, 2017, 60(5): 969–979.

[17] Zhou Junju, Li Qiaoqiao, Wang Lanying, et al. Impact of climate change and land-use on the propagation from meteorological drought to hydrological drought in the eastern Qilian Mountains[J]. Water, 2019, 11(8): 1602.

[18] 宫毓来, 马绍休, 刘伟琦. 机器学习与统计模型在石羊河流域气候降尺度研究中的适用性对比[J]. 中国沙漠, 2022, 42(1): 196–210. [Gong Yulai, Ma Shaoxiu, Liu Weiqi. A comparative study of machine learning and statistical models in climate downscaling in the Shiyang River Basin[J]. Journal of Desert Research, 2022, 42 (1): 196–210. ]

[19] Zhou Junju, Huang Jumei, Zhao Xi, et al. Changes of extreme temperature and its influencing factors in Shiyang River Basin, Northwest China[J]. Atmosphere, 2020, 11(11): 1171.

[20] Xu Ying, Gao Xuejie, Shen Yan, et al. A daily temperature dataset over China and its application in validating a RCM simulation[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2009, 26(4): 763–772.

[21] 吴佳, 高学杰. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比[J]. 地球物理学报, 2013, 56(4): 1102–1111. [Wu Jia, Gao Xuejie. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets[J]. Chinese Journal of Geophysics, 2013, 56(4): 1102–1111. ]

[22] 李纯, 姜彤, 王艳君, 等. 基于CMIP6模式的黄河上游地区未来气温模拟预估[J]. 冰川冻土, 2022, 44(1): 171–178. [Li Chun, Jiang Tong, Wang Yanjun, et al. Simulation and estimation of future air temperature in upper basin of the Yellow River based on CMIP6 models[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2022, 44 (1): 171–178. ]

[23] ONeill B C, Tebaldi C, Van Vuuren D P, et al. The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6[J]. Geoscientific Model Development, 2016, 9(9): 3461–3482.

[24] Li Haibin, Sheffield J, Wood E F. Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from intergovernmental panel on climate change AR4 models using equidistant quantile matching [J]. Journal of Geophysical Research, 2010, 115(D10).

[25] 陈笑晨, 唐振飞, 陈锡宽, 等. 基于CMIP6的福建省极端气温预估[J]. 干旱气象, 2022, 40(3): 415–423. [Chen Xiaochen, Tang Zhenfei, Chen Xikuan, et al. Projection of extreme temperature in Fujian based on CMIP6 output[J]. Journal of Arid Meteorology, 2022, 40(3): 415–423. ]

[26] 江志红, 卢尧, 丁裕国. 基于时空结构指标的中国融合降水资料质量评估[J]. 气象学报, 2013, 71(5): 891–900. [Jiang Zhihong, Lu Yao, Ding Yuguo. Analysis of the high-resolution merged precipitation products over China based on the temporal and spatial structure score indices[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2013, 71(5): 891–900. ]

[27] Schuenemann K C, Cassano J J. Changes in synoptic weather patterns and Greenland precipitation in the 20th and 21st centuries: 1. Evaluation of late 20th century simulations from IPCC models [J]. Journal of Geophysical Research, 2009, 114(D20).

[28] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements[R]. Rome: FAO Irrigation and Drainage, 1998.

[29] Committee of Physical Regionalization of the Chinese Academy of Sciences. Synthetic Physical Regionalization of China[M]. Beijing:

Science Press, 1959.

[30] Wallach D, Martre P, Liu Bing, et al. Multi model ensembles improve predictions of crop-environment-management interactions [J]. Global Change Biology, 2018, 24(11): 5072-5083.

[31] 赵梦霞, 苏布达, 姜彤, 等. CMIP6模式对黄河上游降水的模拟及预估[J]. 高原气象, 2021, 40(3): 547-558. [Zhao Mengxia, Su Buda, Jiang Tong, et al. Simulation and projection of precipitation in the upper Yellow River Basin by CMIP6 multi-model ensemble [J]. Plateau Meteorology, 2021, 40(3): 547-558. ]

[32] 韩林君, 白爱娟, 蒲学敏. 基于CMIP6的祁连山气候变化特征预估[J]. 高原气象, 2022, 41(4): 864-875. [Han Linjun, Bai Aijuan, Pu Xuemin. Projection of climate variation in Qilian Mountains based on CMIP6[J]. Plateau Meteorology, 2022, 41(4): 864-875. ]

[33] 王双双, 谢文强, 延晓冬. CMIP6模式对中国气温日较差的模拟能力评估[J]. 气候与环境研究, 2022, 27(1): 79-93. [Wang Shuangshuang, Xie Wenqiang, Yan Xiaodong. Evaluation on CMIP6 model simulation of the diurnal temperature range over China[J]. Climatic and Environmental Research, 2022, 27(1): 79-93. ]

[34] 康绍忠. 藏粮于水藏水于技——发展高水效农业保障国家食物安全[J]. 中国水利, 2022(13): 1-5. [Kang Shaozhong. Store grain in water and technology——development of highly-efficient agricultural water use for ensuring national food security[J]. China water resources, 2022(13): 1-5. ]

[35] 赵传燕, 南忠仁, 程国栋, 等. 统计降尺度对西北地区未来气候变化预估[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2008, 44(5): 12-18, 25. [Zhao Chuanyan, Nan Zhongren, Cheng Guodong, et al. Prediction of the trend of the future climate change in northwestern China by statistical downscaling[J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 2008, 44(5): 12-18, 25. ]

[36] 祁晓凡, 李文鹏, 李海涛, 等. 基于CMIP5模式的干旱内陆河流域未来气候变化预估[J]. 干旱区地理, 2017, 40(5): 987-996. [Qi Xiaofan, Li Wenpeng, Li Haitao, et al. Future climate change prediction of arid inland river basin based on CMIP5 model[J]. Arid Land Geography, 2017, 40(5): 987-996. ]

[37] 王澄海, 张晟宁, 张飞民, 等. 论全球变暖背景下中国西北地区降水增加问题[J]. 地球科学进展, 2021, 36(9): 980-989. [Wang Chenghai, Zhang Shengning, Zhang Feimin, et al. On the increase of precipitation in the Northwestern China under the global warming[J]. Advances in Earth Science, 2021, 36(9): 980-989. ]

[38] 晋程绣, 姜超, 张曦月. CMIP6模式对中国西南地区气温的模拟与预估[J]. 中国农业气象, 2022, 43(8): 597-611. [Jin Chengxiu, Jiang Chao, Zhang Xiyue. Evaluation and projection of temperature in Southwestern China by CMIP6 models[J]. Chinese Journal of Agrometeorology, 2022, 43(8): 597-611. ]

[39] 吴健, 夏军, 曾思栋, 等. CMIP6全球气候模式对长江流域气候变化的模拟评估与未来预估[J]. 长江流域资源与环境, 2023, 32(1): 137-150. [Wu Jian, Xia Jun, Zeng Sidong, et al. Evaluation of the performance of CMIP6 models and future Changes over the Yangtze River Basin[J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin, 2023, 32(1): 137-150. ]

[40] 来雪慧, 李丹, 于波峰, 等. 东北农场农作物生长季土壤呼吸对温度和含水量的响应[J]. 水土保持研究, 2016, 23(1): 117-122. [Lai Xuehui, Li Dan, Yu Bofeng, et al. Effects of soil temperature and water content on soil respiration rate during the crop growing season in a farm of northern China[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2016, 23(1): 117-122. ]

[41] 张成福, 王雨晴, 闫冬, 等. 内蒙古荒漠草原区气候变化及干旱趋势分析[J]. 灌溉排水学报, 2020, 39(S2): 20-25. [Zhang Chengfu, Wang Yuqing, Yan Dong, et al. Analysis of climate change and drought trend in desert steppe of Inner Mongolia[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2020, 39(S2): 20-25. ]

[42] 刘文斐, 粟晓玲, 张更喜, 等. 中国西北地区未来潜在蒸散发集合预估及不确定性归因[J]. 农业工程学报, 2022, 38(4): 123-132. [Liu Wenfei, Su Xiaoling, Zhang Gengxi, et al. Ensemble projection and uncertainty attribution of potential evapotranspiration in Northwest China in the future[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2022, 38(4): 123-132. ]

[43] 张红丽, 韩富强, 张良, 等. 西北地区气候暖湿化空间与季节差异分析[J]. 干旱区研究, 2023, 40(4): 517-531. [Zhang Hongli, Han Fuqiang, Zhang Liang, et al. Analysis of spatial and seasonal variations in climate warming and humidification in Northwest China[J]. Arid Zone Research, 2023, 40(4): 517-531. ]

[44] 姚俊强, 李漠岩, 迪丽努尔·列吾别克, 等. 不同时间尺度下新疆气候"暖湿化"特征[J]. 干旱区研究, 2022, 39(2): 333-346. [Yao Junqiang, Li Moyan, Dilinuer Tuoliewubieke, et al. The assessment on"warming-wetting"trend in Xinjiang at multi-scale during 1961-2019[J]. Arid Zone Research, 2022, 39(2): 333-346. ]

[45] Zhang Qiang, Yang Jinhu, Wang Wei, et al. Climatic warming and humidification in the arid region of Northwest China: Multi-scale characteristics and impacts on ecological vegetation[J]. Journal of Meteorological Research, 2021, 35(1): 113-127.

[46] 柳利利, 韩磊, 韩永贵, 等. 1989—2019年西北地区干燥度指数时空变化及其对气候因子的响应[J]. 应用生态学报, 2021, 32(11): 4050-4058. [Liu Lili, Han Lei, Han Yonggui, et al. Spatiotemporal variations of aridity index and its response to climate factors in Northwest China during 1989—2019[J]. Chinese Journal of Applied Ecology, 2021, 32(11): 4050-4058. ]

[47] Liu Yang, Geng Xiu, Hao Zhixin, et al. Changes in climate extremes in Central Asia under 1.5 and 2 ℃ global warming and their impacts on agricultural productions[J]. Atmosphere, 2020, 11(10): 1076.

[48] Zhang Zepeng, Wang Qingzheng, Guan Qingyu, et al. Research on the optimal allocation of agricultural water and soil resources in the Heihe River Basin based on SWAT and intelligent optimization [J]. Agricultural Water Management, 2023, 279: 108177.

# Future climate change trends in the Shiyang River Basin based on the CMIP6 multi-model estimation data

DAI Jun[1,2], HU Haizhu[1,2], MAO Xiaomin[2,3], ZHANG Ji[2,4]

(1. School of Ecology and Environment, Inner Mongolia Key Laboratory of River and Lake Ecology, Inner Mongolia University, Hohhot 010020, Inner Mongolia, China; 2. National Field Scientific Observation and Research Station on Efficient Water Use of Oasis Agriculture in Wuwei of Gansu Province, Wuwei 733009, Gansu, China; 3. College of Water Resources and Civil Engineering, China Agricultural University, Beijing 100083, China; 4. Wuwei Municipal Water Bureau, Wuwei 733099, Gansu, China)

**Abstract:** Due in large part to global climate change, drought, flood, and high temperature events have increased significantly around the world in recent years. The Shiyang River Basin is in Northwest China and fringes onto a monsoon region, and is consequently, highly sensitive to climate change. The rapid development of oasis agriculture has led to high levels of development and the utilization of water resources in fragile ecological environments. Future climate change will aggravate the uncertainty of water resources in the basin, posing a threat to food security and economic development. Coupled General Circulation Models (GCMs) play an important role in the prediction of future climate change and formulation strategies to help devise adjustments accordingly. Based on the observed data in the historical period (1985−2014), the simulation capabilities of 11 climate models from the 6th international Coupled Model Intercomparison Program (CMIP6) in the Shiyang River Basin were evaluated. The equidistant cumulative distribution function method was applied to downscale climate data to obtain the future climate change trend for the basin as presented in this paper. The results show that the CMIP6 multi-model ensemble has good applicability in the Shiyang River Basin, as it accurately depicts the annual and seasonal distribution characteristics of climate factors, including precipitation, temperature, and potential evapotranspiration. The model performs well when simulating temperatures, in comparison to precipitation. While multimodel ensemble mean data perform better when simulating precipitation and temperature in the Shiyang River Basin, in comparison with other models. Under different future scenarios (2023−2100), precipitation, temperature, and potential evapotranspiration in the basin show a significant upward trend and increase with the radiative forcing increase. The late 21 century shows a greater increase in climate factors than the early and middle periods. Compared to the historical period, precipitation in the future could increase by 45.02% in the winter and 0.38% in the summer, and the greatest temperature increases can occur in spring and autumn. In the future, the aridity index of the Shiyang River Basin will decrease overall. The climate of the basin will tend to warm and humidify, with the summer season becoming drier while the other seasons become wetter than those in the historical period. The Minqin Basin located in the lower reaches of the basin is the area most sensitive to climate change. The research results have important reference value as they will help to address future climate change and ensure sustainable economic and agricultural development in the Shiyang River Basin.

**Keywords:** CMIP6; Shiyang River Basin; regional climate change; dryness index; future